

Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Si l'on se penche sur les caractéristiques morphologiques des trois gisements majeurs des Beni Bou Ifrou, les évidences de terrain détaillées dans les chapitres précédents montrent que deux extrêmes se confrontent sur une aire géographique somme toute limitée. En effet, le gisement de Ouiksane représente une bonne analogie du modèle géométrique classique des skarns, avec son Intrusion Centrale qui se met en place en environnement carbonaté pur (production de marbre et absence quasi-totale de skarn). La composante fissurale y est en outre importante, ce qui suggère une mise en place relativement superficielle. A l'opposé, l'essentiel de la minéralisation à Setolazar-Bokoya provient du remplacement d'une bande lithologique carbonatée impure sous l'action d'un processus probablement diffusif et néanmoins contrôlé par l'activité magmatique. Au cœur du massif, Axara constitue un intermédiaire aussi bien géographique que morphologique entre ces deux extrêmes. Il convient donc de vérifier si les skarns ferrifères des Beni Bou Ifrou sont bien trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur, dont les conditions de mise en place auraient généré les divergences de modalités visibles sur le terrain.

Dans l'idée de l'intégration géologique des trois gisements, ce chapitre se propose de comparer leur minéralogie respective, et tout particulièrement les éléments métalliques qui constituent l'évènement minéralisateur (magnétite et pyrite). Si cette minéralisation se révélait effectivement identique au sein du massif, comme cela a été postulé dans les études métallogéniques antérieures, plusieurs questions se poseraient alors : quel paramètre joue sur l'expression morphologique des différents gisements ? L'Intrusion Centrale à Ouiksane constitue-t-elle l'intrusion minéralisatrice de l'ensemble du massif ?

9.1 Minéralogie comparée des trois gisements

La composition des minéraux des séquences paragénetiques a été étudiée à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) au moyen de analyses par microsonde électronique CAMECA SX 50 puis SX FIVE équipées de cinq spectromètres, co-gérées par l'association BRGM-CNRS-Université d'Orléans. L'intégralité de ces analyses est compilée dans l'Annexe IV.

9.1.1 Minéralogie des silicates anhydres progrades

Les silicates anhydres de la phase prograde s'expriment majoritairement par des pyroxènes de la famille des diopsides et des grenats calciques de la famille des andradites. Pour en discuter, il faut bien sûr garder à l'esprit les différences d'abondance des silicates anhydres progrades d'un gisement à l'autre et les différents types de skarn impliqués lorsque cela est possible.

9.1.1.a Les pyroxènes

La composition minéralogique des pyroxènes sur Ouiksane correspond exclusivement à des diopsides dont la composition chimique est comprise dans le champ des pyroxènes associés aux gisements de type skarn (Table 9.1 ; Figure 9.1 A). Si les moyennes compositionnelles des trois types sont très proches, on remarque que l'exoskarn comporte moins de diopside (Di) que l'endoskarn. La bordure réactionnelle s'écarte un peu des valeurs des skarns, se déplaçant légèrement vers le pôle hédénbergite (Hd).

Sur l'ensemble des gisements, si l'on exclut les pyroxènes de la bordure réactionnelle à Ouiksane, les valeurs des compositions restent similaires et varient de 63 à 79 % de diopside et 21 à 36 % d'hédénbergite. Sur Axara et Setolazar néanmoins, quelques pyroxènes se déplacent vers le pôle des hédénbergites (Figure 9.1 B et C).

Gisement	Type	Formule structurale	Minéralogie
Ouiksane	endoskarn	$\text{Ca}_{1.02}\text{Mg}_{0.85}\text{Fe}_{0.10}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.04}\text{O}_3$	79 % Di - 21 % Hd
Ouiksane	exoskarn	$\text{Ca}_{1.05}\text{Mg}_{0.77}\text{Fe}_{0.12}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.01}\text{O}_3$	74 % Di - 25 % Hd
Ouiksane	bordure réactionnelle	$\text{Ca}_{0.94}\text{Mg}_{0.79}\text{Fe}_{0.16}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.10}\text{O}_3$	69 % Di - 31 % Hd
Axara	exoskarn	$\text{Ca}_{1.01}\text{Mg}_{0.77}\text{Fe}_{0.14}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.02}\text{O}_3$	71 % Di - 27 % Hd
Setolazar	endoskarn	$\text{Ca}_{0.96}\text{Mg}_{0.70}\text{Fe}_{0.18}\text{Mn}_{0.01}\text{Si}_{2.11}\text{O}_3$	63 % Di - 36 % Hd

Table 9.1 : formules structurales et minéralogie des pyroxènes (moyenne sur points ponctuels).

9.1.1.b Les grenats

Les grenats à Axara appartiennent tous à un faciès de type exoskarn, venant en remplacement de lithologies carbonatées impures. Ces grenats sont presque exclusivement des andradites. Lorsqu'ils sont zonés, leur bordure se déplace chimiquement vers le pôle grossulaire (Table 9.2 ; Figure 9.2 A).

A Setolazar en revanche, les grenats se distinguent en plusieurs faciès (Figure 9.2 B) : endoskarn, exoskarn dans les alternances de la bande minéralisée, grenatites massives et grenats fissuraux dans les lithologies voisines. Ce sont ici tous des andradites, qui évoluent entre un pôle presque pur à 95 % Ad - 39 % Gr à des compositions plus mélangées à 60 % Ad - 39 % Gr. Ces variations de compositions sont encore une fois à attribuer aux zonations qui affectent les grenats, particulièrement les grenats fissuraux et les grenats de l'exoskarn. Ceux-ci montrent une zonation complexe caractérisée par deux zones (Figure 9.3 A) : (1) le cœur du

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

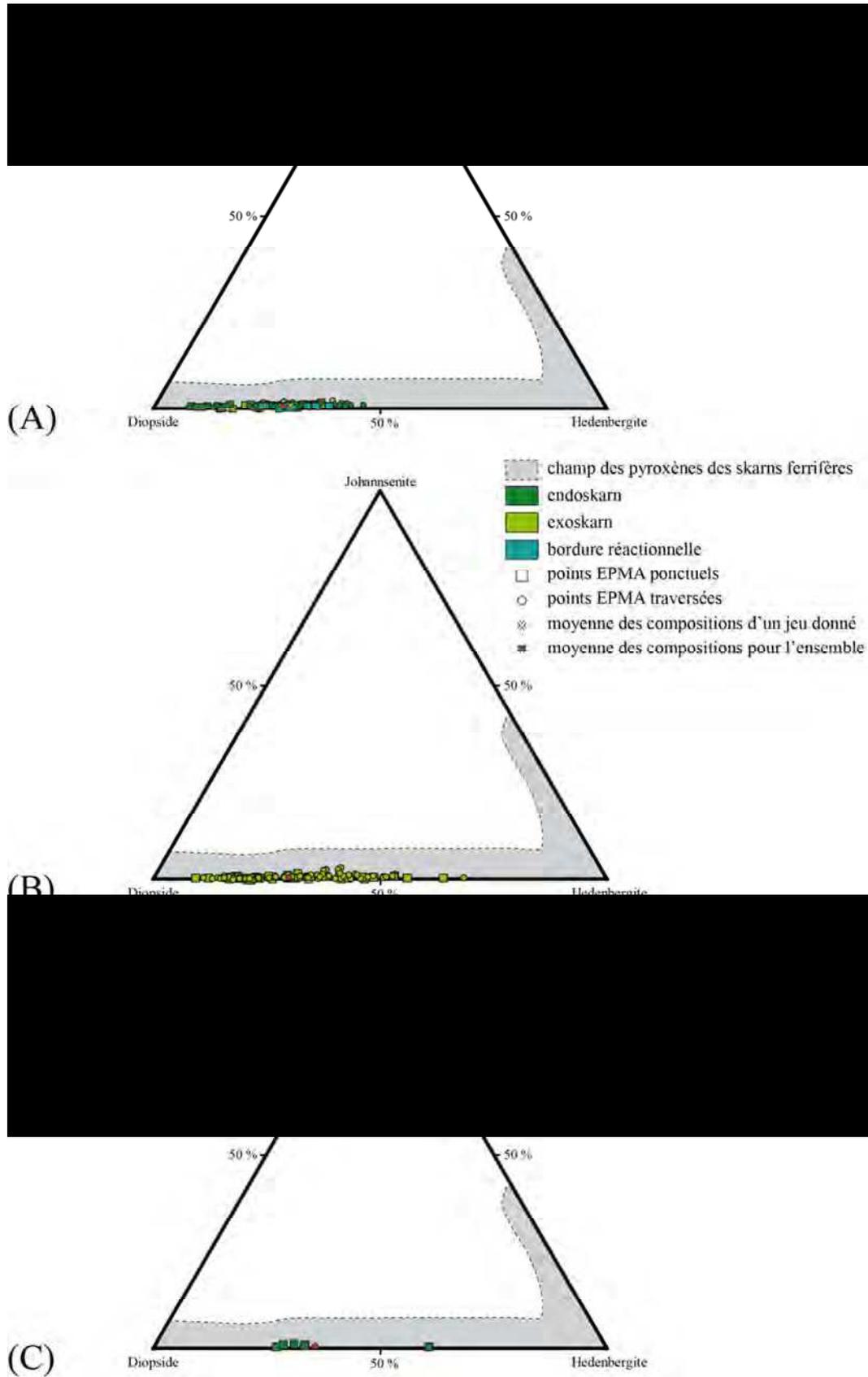


Figure 9.1 : compositions minéralogiques des pyroxènes à (A) Ouiksane, (B) Axara et (C) Setolazar. Le champ des pyroxènes présents dans les skarns ferrifères est issu de MEINERT *et al.* (2005). EPMA : *Electron Probe Micro Analysis*. Les points « traversées » correspondent à des analyses automatisées, à l'inverse des analyses ponctuelles. Les compositions sont rapportées à 100 %.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Gisement	Type	Formule structurale	Minéralogie
Axara	exoskarn	$\text{Ca}_{2.98}(\text{Mg}_{0.02}\text{Fe}_{1.49}\text{Al}_{0.45})(\text{Si}_{2.96}\text{Al}_{0.04})\text{O}_6$	77 % Ad - 22 % Gr
Setolazar	endoskarn	$\text{Ca}_{2.89}(\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{1.56}\text{Al}_{0.40})\text{Si}_{3.02}\text{O}_6$	80 % Ad - 17 % Gr
Setolazar	exoskarn	$\text{Ca}_{2.93}(\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{1.91}\text{Al}_{0.09})\text{Si}_{3.3}\text{O}_6$	95 % Ad - 2 % Gr
Setolazar	grenatite	$\text{Ca}_{3.04}(\text{Mg}_{0.01}\text{Fe}_{1.73}\text{Al}_{0.21})(\text{Si}_{2.95}\text{Al}_{0.05})\text{O}_6$	60 % Ad - 39 % Gr
Setolazar	grenats fissuraux	$\text{Ca}_{2.98}(\text{Mg}_{0.04}\text{Fe}_{1.14}\text{Al}_{0.77})(\text{Si}_{2.96}\text{Al}_{0.04})\text{O}_6$	90 % Ad - 12 % Gr

Table 9.2 : formules structurales et minéralogie des grenats (moyenne sur points ponctuels).

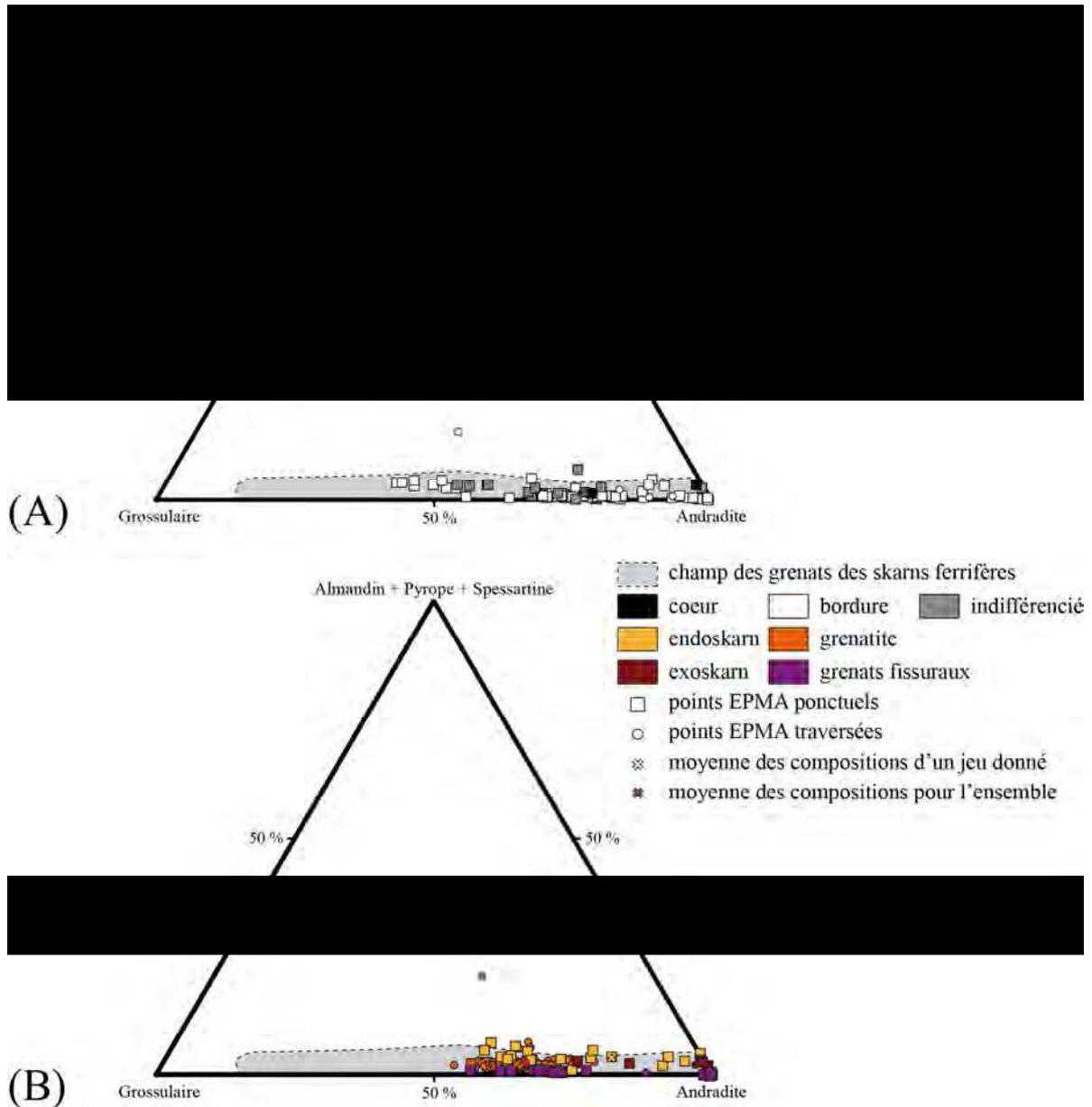


Figure 9.2 : compositions minéralogiques des grenats. (A) Exoskarn à Axara ; (B) Différents types de grenats à Setolazar. Le champ des grenats présents dans les skarns ferrifères est issu de MEINERT *et al.* (2005). Les compositions sont rapportées à 100 %.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrouf,
trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

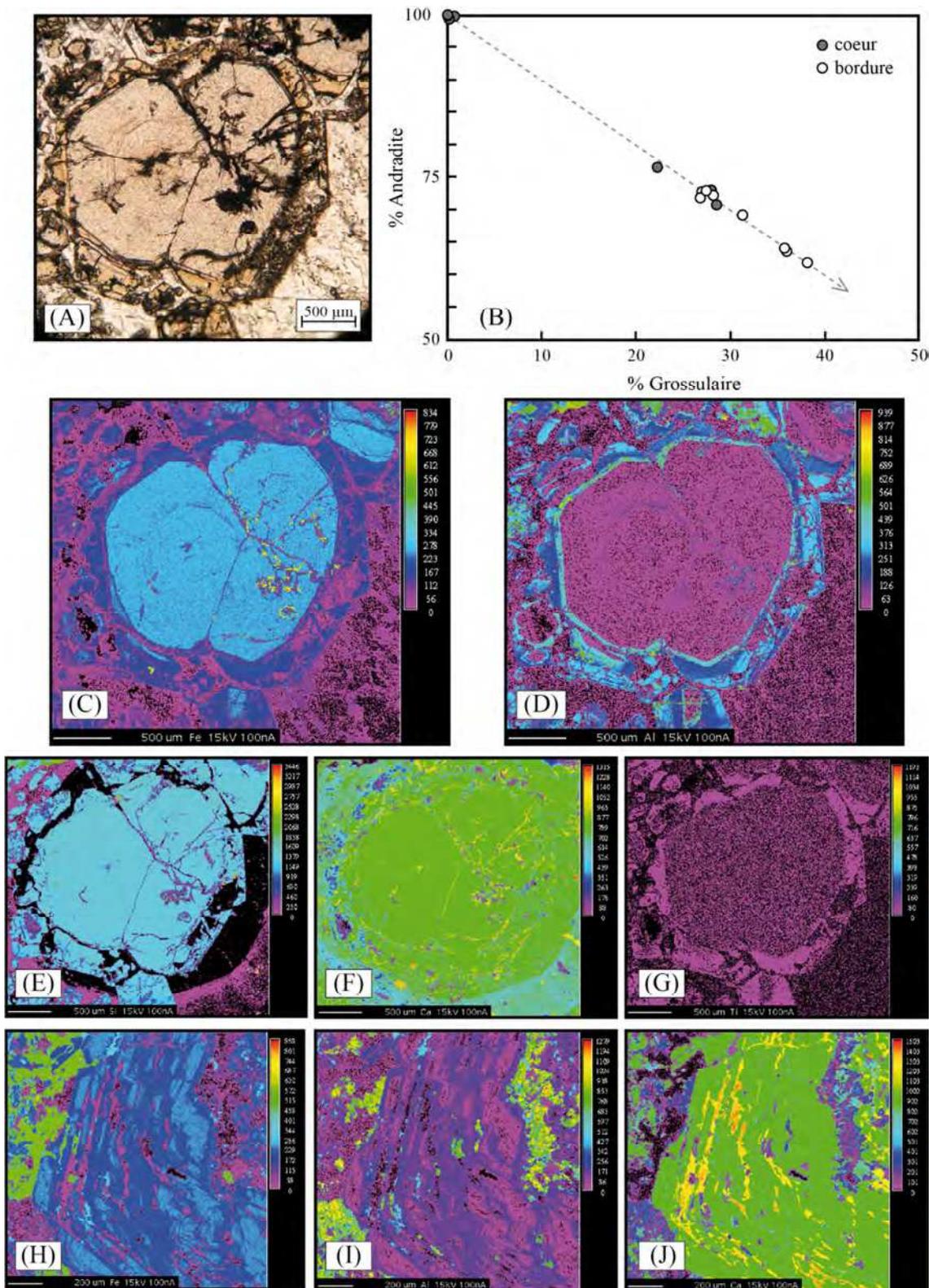


Figure 9.3 : caractérisation de la zonation des grenats. (A) Grenat fissural zoné ; (B) Analyses EPMA montrant l'évolution de la composition du grenat depuis un cœur purement andraditique vers le grossulaire en bordure ; (C) à (G) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Al, Si, Ca, Ti, pour le grenat montré en (A) ; (H) à (J) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Al, Ti, au sein d'une alternance à grenat à Axara.

grenat est rosé et isotrope. Il montre quelques cristallisations concentriques et est souvent altéré par des oxydes ; (2) une bordure épaisse d'environ 100 μm , de couleur jaunâtre et anisotrope. Les analyses chimiques sur ces grenats zonés montrent que le cœur est constitué d'andradite parfois pure (Figure 9.3 B). En allant vers la bordure, le grenat se déplace vers le champ des grossulaires, comme cela est le cas à Axara, sans l'atteindre toutefois. Les cartographies qualitatives réalisées à la microsonde électronique montrent que le cœur des grenats est riche en Fe (Figure 9.3 C) et pauvre en Al (Figure 9.3 D) tandis que le contraire s'observe au niveau des bordures. Les éléments Si (Figure 9.3 E) et Ca (Figure 9.3 F) ne présentent pas de variations particulières, et Ti (Figure 9.3 G) semble légèrement plus riche en bordure.

Si la zonation est bimodale dans les grenats de Setolazar, elle peut s'avérer plus fine et rythmée dans les bancs à grenats des alternances exoskarnifiées de Axara (Figure 9.3 H à J). Ces zonations reflètent les variations des conditions physico-chimiques du système hydrothermal (JAMTVEIT *et al.*, 1993) : (1) la cristallisation de cœurs andraditiques montre que le fluide hydrothermal initial était riche en Fe oxydé et la $f\text{O}_2$ élevée ; (2) au cours de la cristallisation des grenats, le contenu en Fe du fluide diminue relativement tandis que, parallèlement, le contenu en Al augmente. Les bordures ont donc des compositions qui se rapprochent des grossulaires, ce qui indique par ailleurs que la $f\text{O}_2$ du système a diminué (LIOU, 1973).

Sur l'ensemble des gisements, les grenats et pyroxènes se révèlent riches en Ca et contiennent peu de Mn, ce qui reflète un environnement oxydant caractéristique des minéraux de skarns calciques tels que définis par EINAUDI *et al.* (1981). Il est malheureusement difficile ici d'utiliser les compositions de ces minéraux comme géothermomètre ou géobaromètre car ils sont très rarement à l'équilibre. En effet, l'endoskarn est exclusivement composé de pyroxènes à Ouiksane. A Setolazar, ce sont les pyroxènes qui sont pratiquement absents. Quant à Axara, les pyroxènes en alternance avec les grenats sont le plus souvent altérés en épidote par la phase rétrograde.

9.1.2 Minéralogie des minéraux métalliques

9.1.2.a La magnétite

Le fer représente le métal économique des gisements des Beni Bou Ifrou, au sein desquels on le trouve principalement sous deux formes : (1) magnétite massive (carapace, flammèches et lentilles), et (2) fissurale (stockwerk). Elle est également disséminée dans le fond de roche des lithologies réactives.

Les magnétites de Ouiksane ont été discriminées en trois types en prenant en compte cette distinction macroscopique : (1) les magnétites magmatiques, en tant que minéraux accessoires présents dans les intrusions grenues, par opposition aux magnétites hydrothermales (2) d'ouverture et (3) de remplacement (Figure 9.4 A). La comparaison chimique de ces trois types s'est faite sur les éléments mineurs et traces rapportés à 100 %. La magnétite magmatique se révèle ainsi très homogène, à caractère alumineux et titanique marqué. Elle forme un champ presque individualisé, marquant une composition chimique significativement différente des magnétites hydrothermales. Ces dernières sont beaucoup plus

variables, avec des champs largement communs dans lesquels on peut discerner quelques tendances : le type de remplacement affiche en effet un caractère plus magnésien (et manganésifère) et moins titanifère que le type d'ouverture. Par ailleurs, la magnétite de remplacement intègre davantage d'éléments mineurs et traces que les autres types.

Seule la magnétite de remplacement est commune aux trois gisements (Figure 9.4 B). Les teneurs en éléments traces et mineurs montrent que c'est à Axara que ces magnétites hydrothermales intègrent le plus d'éléments. Aucune de ces magnétites de remplacement ne présentent les mêmes caractéristiques que les magnétites magmatiques de Ouiksane, d'où une individualité vérifiée de ce type. En revanche, les variations de composition sont très vastes et recouvrent le champ de variation de l'ensemble des magnétites hydrothermales de Ouiksane. Par exemple, dans le diagramme $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$, les magnétites de Setolazar sont très proches des magnétites d'ouverture de Ouiksane. Si l'on observe quelques nuances entre les trois gisements (*e.g.* Setolazar est dans l'ensemble plus proche de l'axe Al + Si), les magnétites hydrothermales définissent globalement un vaste champ où les gisements ne se distinguent pas.

L'étude de la paragenèse de Ouiksane a révélé la présence de minéraux de magnétite automorphe zonée dans le fond carbonaté des marbres (Figure 9.5 A). Une traversée de l'un de ces minéraux montre une quasi-absence de zonalité chimique (si l'on exclut le point 3 qui semble une plage ponctuelle très « propre » ; Figure 9.5 B et Table 9.3), hormis une légère baisse des teneurs en éléments mineurs et traces au niveau des bordures. Les cartographies qualitatives réalisées à la microsonde électronique (Figure 9.5 C à F) confirment que la zonalité optique observée n'est pas chimique.

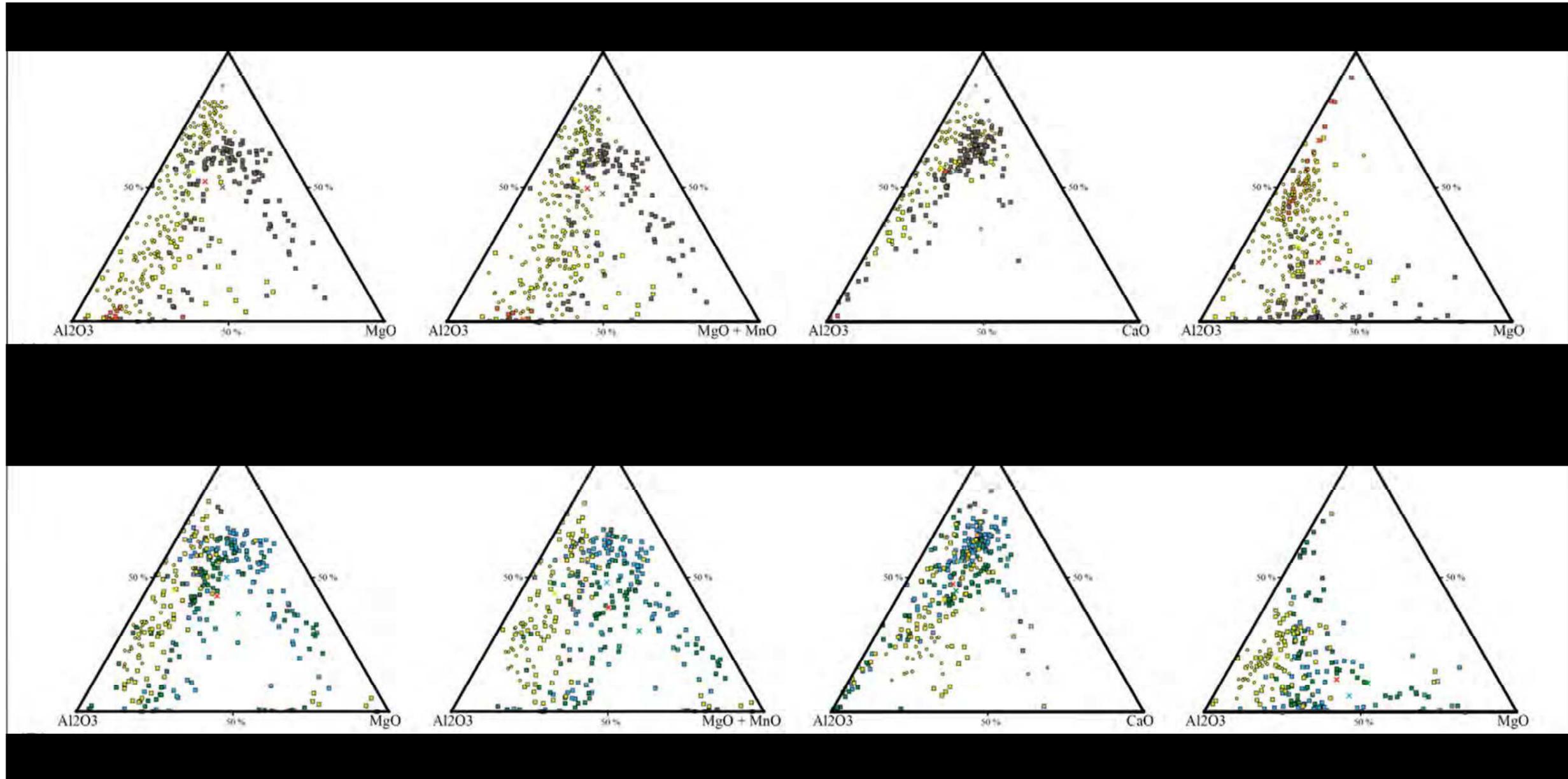
9.1.2.b Pyrite et pyrrhotite

Quel que soit le gisement étudié, la pyrite est un minéral secondaire de la minéralisation, qui arrive postérieurement à la magnétite, mais dont l'abondance a fortement dévalorisé le minerai et rendu difficile son extraction. Sur l'ensemble des trois gisements, elle se décline en quatre types : (1) la pyrite fissurale, (2) la pyrite interstitielle, (3) la pyrite massive et (4) la pyrite du stockwerk, propre à Ouiksane. Sa formule structurale est $\text{Fe}_{1.02}\text{S}_2$ à Ouiksane, $\text{Fe}_{1.03}\text{S}_2$ à Axara et $\text{Fe}_{1.04}\text{S}_2$ à Setolazar.

Pour analyser plus finement la minéralogie de la pyrite, nous avons choisi les éléments Co, As et Ni, susceptibles de se substituer au Fe (Co, Ni) ou au S (As). La Figure 9.6 A reporte ces trois éléments au sein d'un triangle en les différenciant par gisement. On y voit que les pyrites sont plus cobaltifères à Ouiksane, plus arséniées à Setolazar tandis qu'à Axara, elles sont proches de la moyenne des trois gisements.

La Figure 9.6 B discrimine cette fois les pyrites selon leur type. Celles-ci se distribuent sur un axe Co-As à Ni équivalent, dans l'ordre les pyrites massives, fissurales et interstitielles, tout en restant relativement proche de la moyenne globale des compositions. La pyrite du stockwerk se différencie néanmoins de tous les autres types en se rapprochant davantage du pôle nickelifère.

Les pyrites massives se trouvant uniquement sur Axara (traversées automatiques) et le stockwerk sur Ouiksane, la comparaison entre les gisements est possible uniquement sur les



(wt %)	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + MgO	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + MgO + MnO	SiO ₂ + Al ₂ O ₃ + CaO	TiO ₂ + Al ₂ O ₃ + MgO
<i>Ouksane</i>				
Total	1,46	1,52	1,35	0,68
Magnétite magmatique	0,50	0,57	0,44	0,20
Magnétite de remplacement	2,08	2,15	1,84	1,27
Magnétite fissurale	1,20	1,26	1,16	0,41
<i>Magnétite de remplacement</i>				
Total	2,52	2,79	2,28	1,81
Ouksane	2,08	2,15	1,84	1,28
Axara	3,63	4,41	2,92	3,72
Setolazar	2,08	2,14	2,23	0,77

- Ouksane
- Axara
- Setolazar
- magnétite magmatique
- magnétite de remplacement
- magnétite d'ouverture (stockwerk)
- points EPMA ponctuels
- points EPMA traversées
- × moyenne des compositions d'un jeu donné
- * moyenne des compositions pour l'ensemble

Figure 9.4 : comparaisons des magnétites. (A) Par type à Ouksane ; (B) Par gisements pour la magnétite de remplacement. Les éléments mineurs et traces sont reportés à 100 %. Les données reportées dans le tableau sont des moyennes.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

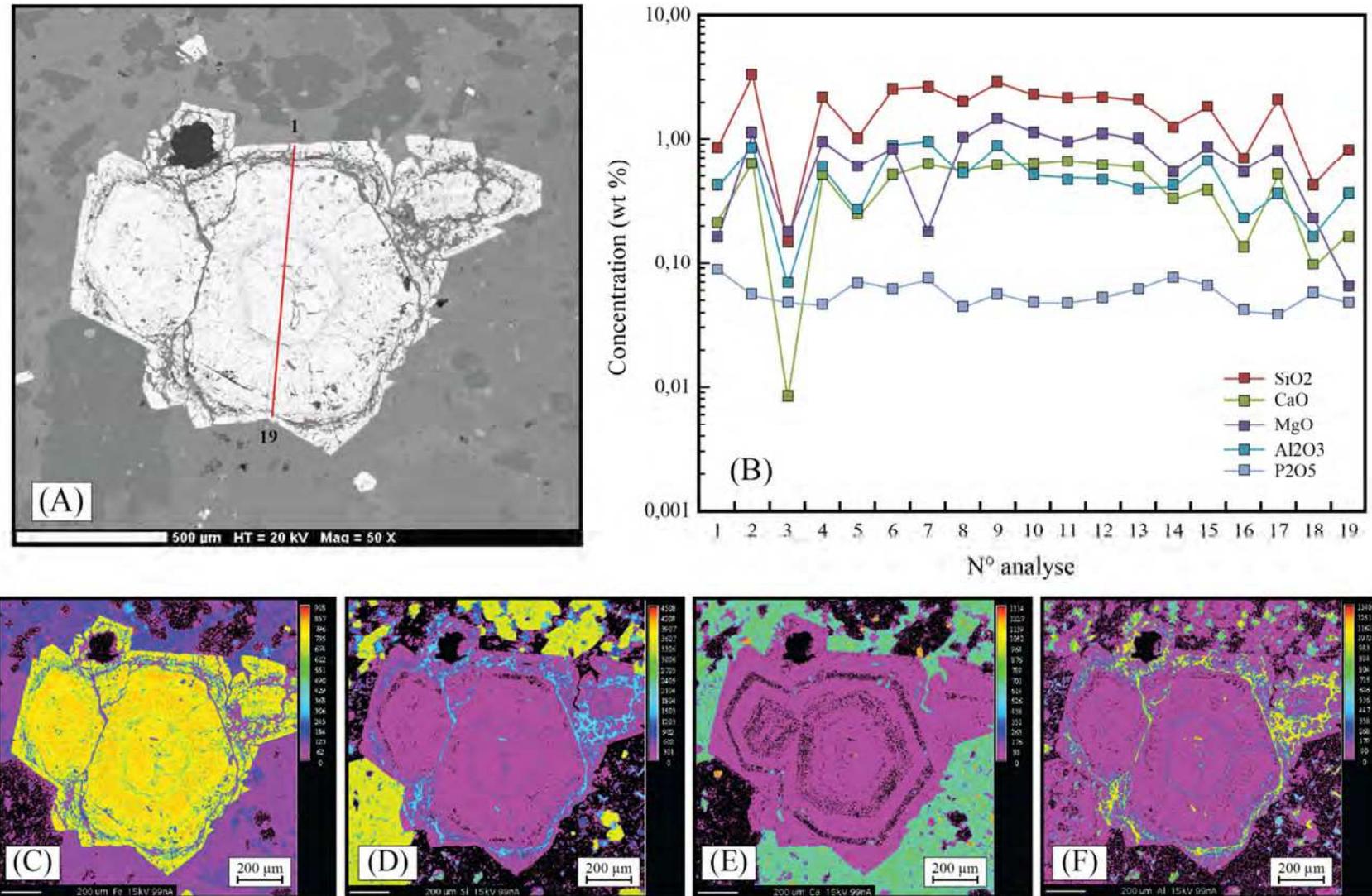


Figure 9.5 : traversée d'un minéral de magnétite automorphe zonée. (A) Image MEB du minéral ; (B) Représentation graphique de la traversée ; (C) à (F) Cartographies des éléments, respectivement Fe, Si, Ca et Al.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Sample	SiO ₂	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	TiO ₂	FeO	NiO	Cr ₂ O ₃	Total
OUK113_1	0,86	0,22	0,16	0,41	0,01	0,09	0,00	0,01	88,06	0,00	0,00	89,82
OUK113_2	3,29	0,66	1,11	0,88	0,00	0,06	0,01	0,00	85,25	0,01	0,00	91,25
OUK113_3	0,15	0,01	0,16	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	92,08	0,00	0,00	92,52
OUK113_4	2,19	0,52	0,97	0,59	0,00	0,05	0,06	0,00	87,63	0,00	0,00	92,00
OUK113_5	1,03	0,24	0,60	0,26	0,00	0,07	0,02	0,00	89,89	0,00	0,00	92,11
OUK113_6	2,57	0,52	0,85	0,90	0,00	0,06	0,01	0,04	86,98	0,00	0,00	91,93
OUK113_7	2,67	0,63	0,18	0,96	0,00	0,07	0,00	0,00	85,72	0,00	0,00	90,24
OUK113_8	1,99	0,56	1,01	0,50	0,00	0,04	0,08	0,00	88,13	0,00	0,00	92,31
OUK113_9	2,91	0,62	1,48	0,90	0,00	0,06	0,00	0,02	85,81	0,02	0,00	91,82
OUK113_10	2,30	0,63	1,15	0,51	0,00	0,05	0,01	0,01	86,41	0,00	0,00	91,08
OUK113_11	2,17	0,67	0,95	0,49	0,00	0,05	0,00	0,00	87,83	0,00	0,00	92,17
OUK113_12	2,23	0,63	1,12	0,48	0,01	0,05	0,09	0,01	87,43	0,00	0,00	92,05
OUK113_13	2,08	0,60	0,99	0,40	0,00	0,06	0,07	0,00	87,41	0,00	0,00	91,61
OUK113_14	1,28	0,33	0,55	0,41	0,00	0,08	0,00	0,00	88,86	0,00	0,00	91,51
OUK113_15	1,83	0,41	0,87	0,69	0,00	0,07	0,00	0,00	88,24	0,00	0,00	92,10
OUK113_16	0,70	0,13	0,56	0,23	0,00	0,04	0,08	0,00	89,36	0,00	0,00	91,10
OUK113_17	2,14	0,52	0,83	0,38	0,00	0,04	0,04	0,00	88,03	0,01	0,00	91,99
OUK113_18	0,43	0,09	0,23	0,17	0,00	0,06	0,04	0,00	89,55	0,01	0,00	90,59
OUK113_19	0,85	0,17	0,07	0,37	0,01	0,05	0,01	0,04	84,52	0,00	0,00	86,08

Table 9.3 : report des analyses réalisées dans le cadre de la traversée d'un minéral de magnétite automorphe zonée (Figure 9.5).

pyrites fissurales (Figure 9.6 C) et interstitielles (Figure 9.6 D). On peut y voir que la chimie des pyrites est indépendante du type puisqu'elle reproduit les mêmes variations que celles observées précédemment en comparant les trois gisements. Ces tendances sont cependant mineures à l'échelle de la pyrite dans son ensemble puisque la somme (Co + As + Ni) ne représente que 0.24 wt % de sa composition chimique.

Si la pyrrhotite est très localement présente sous forme de minéralisation massive à Axara ($Fe_{6,72}S_7$, n=146), elle est également à titre de comparaison présente en « mouches » primaires dans la barre carbonatée sommitale à Setolazar ($Fe_{6,4}S_7$, n=8).

9.1.3 Minéralogie de la phase rétrograde

9.1.3.a La chlorite

Intimement associée à la calcite, la chlorite constitue un minéral hydrothermal omniprésent dans les trois gisements, que ce soit sous forme de clinocllore (Ouksane) ou de chamosite (Axara et Setolazar) (Table 9.4).

La composition chimique de la chlorite, et notamment les variations dans l'occupation des sites cristallins, est considérée comme dépendante de la température (CATHELIN & NIEVA, 1985 ; KRANIDIOTIS & MACLEAN, 1987) et constitue ainsi un géothermomètre utile pour estimer la température de l'évènement hydrothermal rétrograde. Nous avons utilisé trois

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

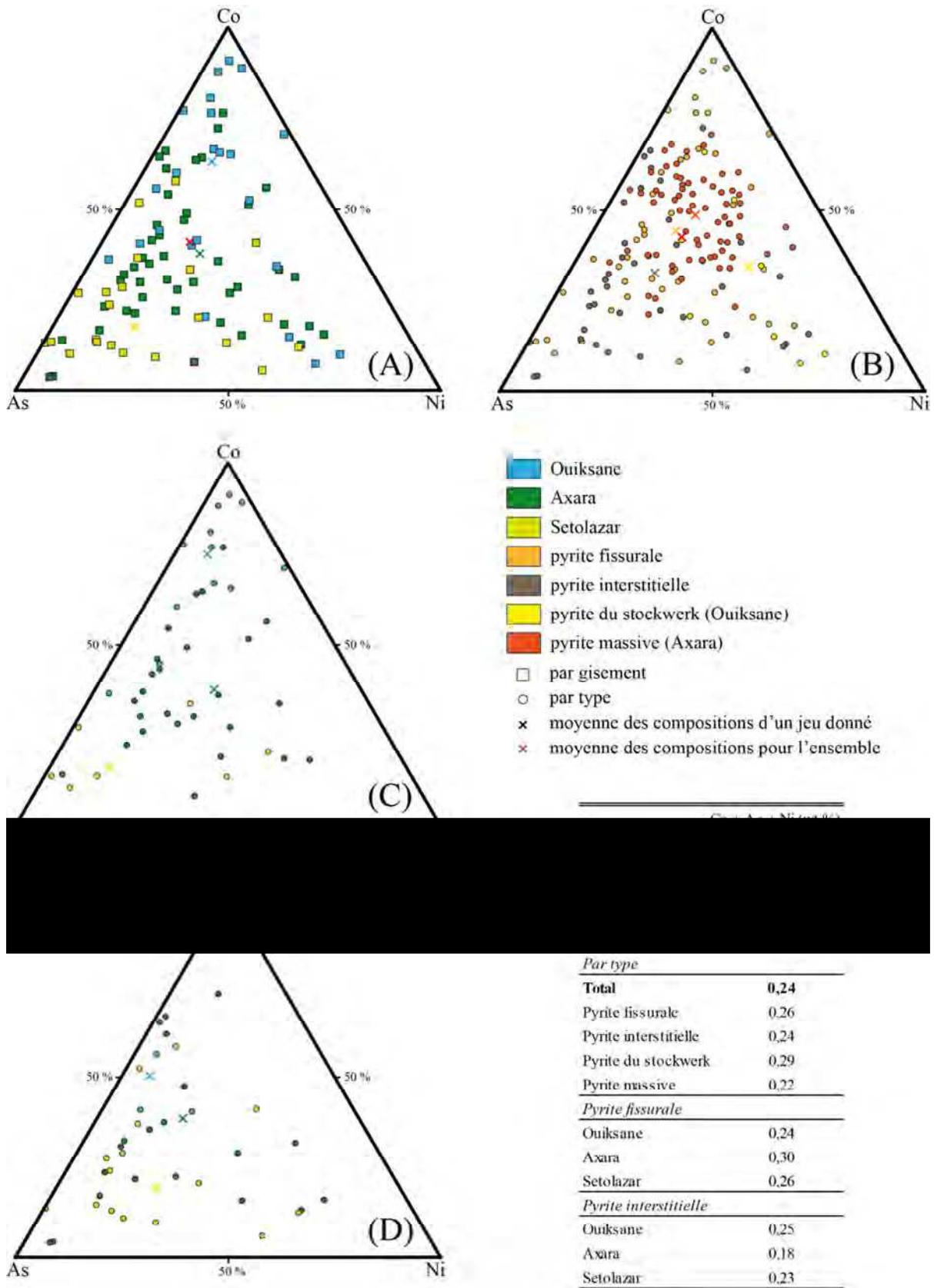


Figure 9.6 : minéralogie de la pyrite. (A) Comparaison par gisement de l'ensemble des pyrites. Seuls les points EPMA ponctuels y ont été représentés ; (B) Comparaison par type de l'ensemble des pyrites ; (C) Comparaison par gisement des pyrites fissurales ; (D) Comparaison par gisement des pyrites interstitielles. Les données reportées dans le tableau sont des moyennes.

méthodes différentes, qui se basent sur : [1] le contenu en Al^{IV} dans les sites tétraédriques, par CATHELINÉAU & NIEVA (1985), valide pour des températures de 150 à 300 °C ; [2] l'occupation des sites octaédriques, notamment par Fe et Mg et suivant la formule $(6 - Al^{IV} - (Mg + Fe^{2+}) = VAC^1)$, par CATHELINÉAU & NIEVA (1985), valide également pour des températures de 150 à 300°C ; [3] la formule $T (°C) = 106 \times (Al^{IV} + 0.7 \times Fe/(Fe+Mg)) + 18$, par KRANIDIOTIS & MACLEAN (1987). Les résultats sont reportés dans la Table 9.4 et représentés dans la Figure 9.7.

Gisement	Formule structurale	n	[1]	[2]	[3]
Ouiksane	$(Mg_{2.76}Fe_{1.90}Al_{1.14})(Si_{3.12}Al_{0.88})O_{10}OH_{7.95}$	60	204 ± 29 °C	265 ± 11 °C	235 ± 35 °C
Axara	$(Mg_{2.05}Fe_{2.73}Al_{1.10})(Si_{3.01}Al_{0.99})O_{10}OH_{7.99}$	83	236 ± 14 °C	272 ± 6 °C	286 ± 17 °C
Setolazar	$(Mg_{0.48}Fe_{3.83}Al_{1.60})(Si_{3.16}Al_{0.84})O_{10}OH_{7.93}$	8	197 ± 27 °C	230 ± 12 °C	262 ± 31 °C

Table 9.4 : formules structurales des chlorites pour chaque gisement et calculs des géothermomètres par méthode (voir explications dans le texte).

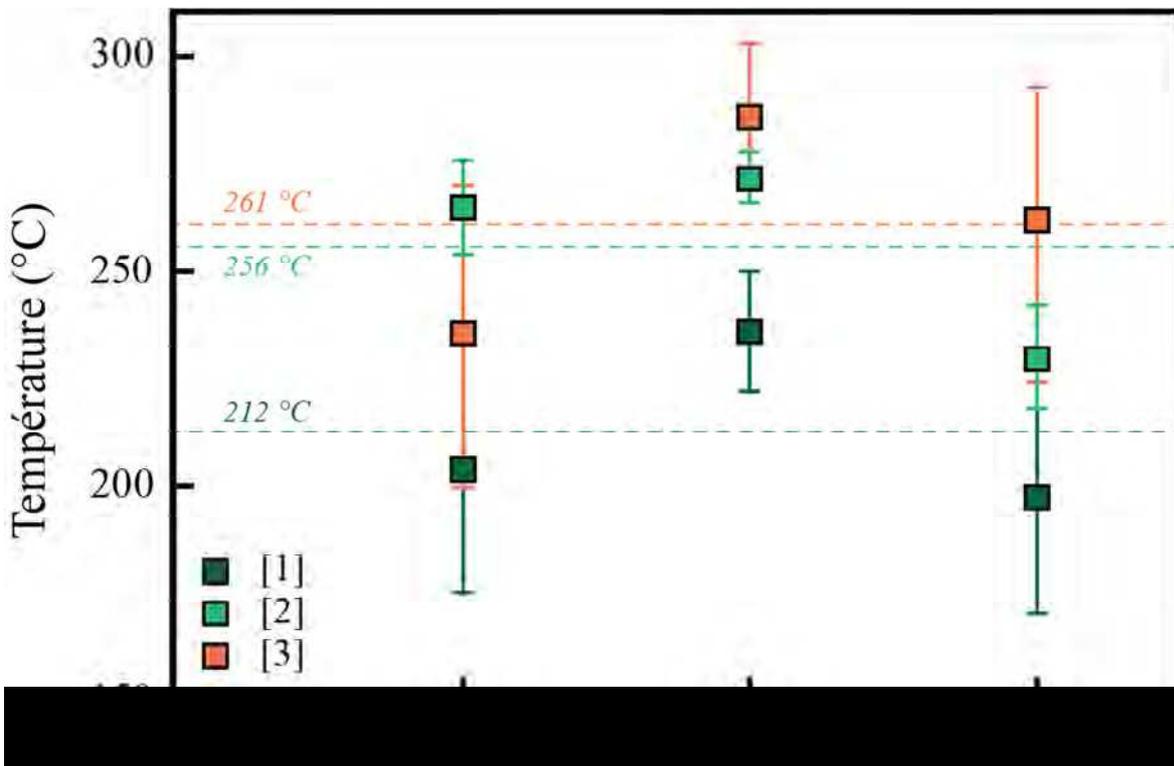


Figure 9.7 : représentation des températures obtenues au moyen des différents géothermomètres de la chlorite pour les trois gisements. Les lignes pointillées représentent la température moyenne de chaque méthode sur les gisements.

Les résultats des trois géothermomètres révèlent que quelle que soit la méthode, les températures au niveau de Axara sont plus élevées (236-286 °C) que pour les deux autres gisements qui se situent sur une même gamme de température (204-265 °C pour Ouiksane,

¹ Vacance des sites octaédriques.

197-262 °C pour Setolazar). Par ailleurs, les moyennes des méthodes [2] et [3] pour les trois gisements donnent des résultats similaires (respectivement, 256 et 261 °C) quand la moyenne de la méthode [1] est moins élevée à 212 °C. Rappelons que la température relevée par l'étude microthermométrique de JABRANE (1993) montre que la chloritisation se produit vers 262 °C.

La phase rétrograde débutant à des températures de 350-400 °C (MEINERT *et al.*, 2005), la chloritisation se produit à un stade tardif sur les gisements.

9.1.3.b La phlogopite – datations ^{40}Ar - ^{39}Ar de la minéralisation

La phlogopite est présente à Ouiksane et Axara. Dans les deux cas, elle est concomitante au minerai massif et représente l'un des minéraux hydrothermaux rétrogrades de l'endoskarn. La composition de la phlogopite n'a cependant été analysée qu'à Ouiksane (Figure 9.8), et ce afin de vérifier les teneurs en K_2O (6.05-10.77 wt %) avant de réaliser des datations ^{39}Ar - ^{40}Ar de la minéralisation. En effet, bien que rétrograde, le minéral est systématiquement associée à la magnétite massive (carapace et endoskarn).

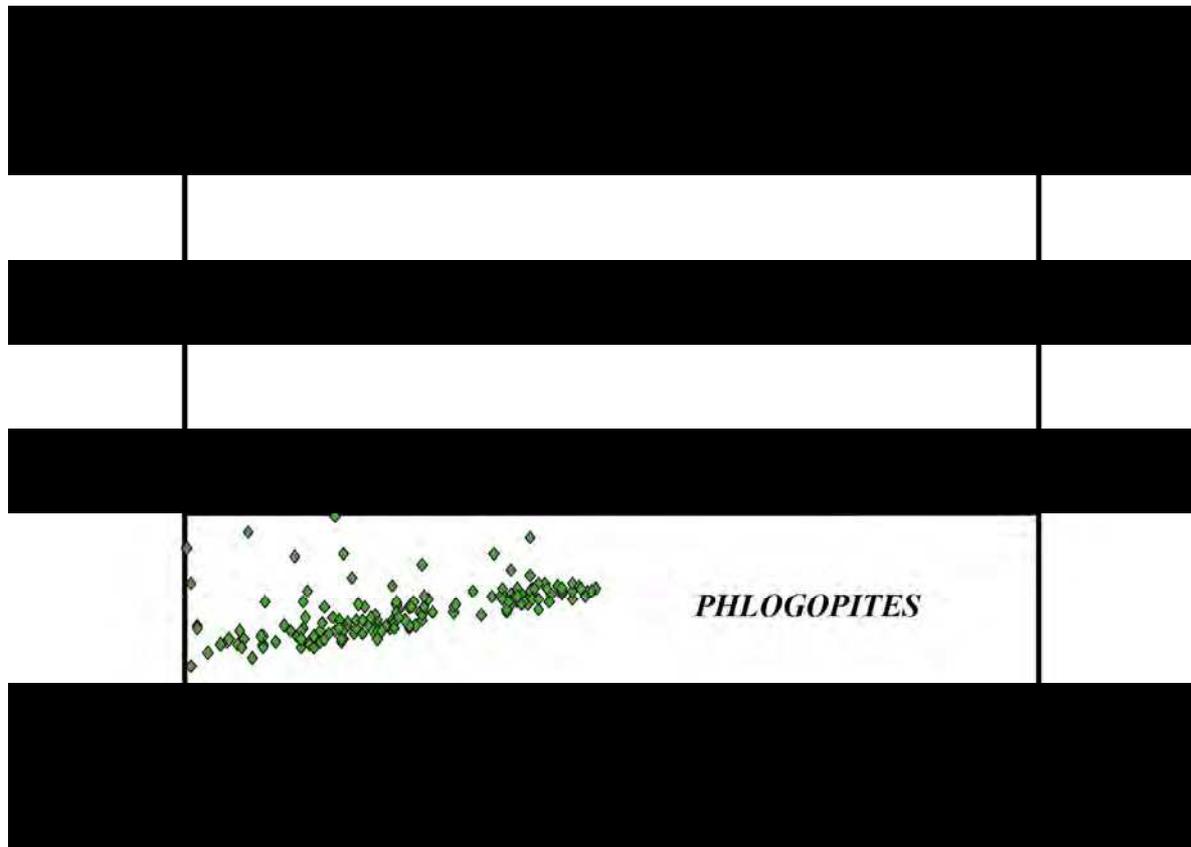


Figure 9.8 : report des XAl et XFe des phlogopites dans le graphe des micas noirs (DEER *et al.*, 1966).

Les phlogopites analysées ont été séparées à la main sous loupe binoculaire à partir des fractions tamisées fines de l'échantillon broyé au broyeur à mâchoires. OUK4b est une phlogopite dans la masse d'une roche concomitante au minerai massif tandis que OUK4 et OUK113 sont des phlogopites fissurales.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Les datations ^{40}Ar - ^{39}Ar ont été réalisées par Gilles Ruffet au laboratoire Géosciences Rennes, selon un protocole qui sera détaillé dans le Chapitre 11. Les résultats sont reportés dans la [Table 9.5](#) et représentés dans la [Figure 9.9](#).

OUK103 présente un âge plus vieux que l'âge ^{40}Ar - ^{39}Ar connu de l'Intrusion Centrale (7.58 ± 0.03 Ma ; DUGGEN *et al.*, 2005). Cette phlogopite fissurale a probablement subi un lessivage. L'âge obtenu pour ces phlogopites, sub-synchrone avec l'évènement minéralisateur, est donc de ca. 7.8 Ma.

Step	Laser power	36Ar/39Ar	37Ar/39Ar	38Ar/39Ar	40Ar/39Ar	39Ar	% 39Ar	Atm. Cont	40Ar*/39K	Age (Ma)	Error
OUK20_Phlogopite											
J = 7,07781E-3		Error J = 19,24849E-6									
1	330	1.262	1.036	0.251	381.515	6.518	0.061	98.752	4.723	59.45	29.97
2	390	0.169	2.744	0.054	50.238	17.473	0.225	99.799	0.100	1.27	5.36
3	450	0.043	3.359	0.027	13.034	36.843	0.570	96.220	0.489	6.24	2.93
4	520	0.010	0.225	0.023	3.702	242.171	2.842	83.359	0.610	7.79	0.39
5	570	0.001	0.026	0.021	1.015	592.506	8.401	41.435	0.588	7.51	0.18
6	250	0.001	0.005	0.021	0.833	980.818	17.605	27.814	0.595	7.60	0.08
7	680	0.000	0.007	0.021	0.695	1565.093	32.291	13.226	0.597	7.62	0.05
8	750	0.000	0.017	0.021	0.675	1581.514	47.131	9.825	0.603	7.70	0.08
9	850	0.000	0.036	0.020	0.666	1525.253	61.443	8.850	0.601	7.67	0.05
10	2222	0.000	0.037	0.021	0.647	4109.057	100.000	5.928	0.602	7.69	0.03
OUK4_Phlogopite											
J = 7,06206E-3		Error J = 19,20567E-6									
1	330	0.368	0.000	0.083	109.939	10.701	0.232	99.955	0.049	0.62	12.15
2	400	0.057	0.000	0.034	16.778	39.672	1.092	100.997	-0.167	-2.13	5.17
3	470	0.069	0.305	0.032	20.956	53.948	2.262	97.564	0.505	6.44	2.63
4	540	0.035	0.009	0.021	11.338	349.560	9.842	93.246	0.758	9.65	1.04
5	600	0.012	0.009	0.016	4.240	713.196	25.306	84.445	0.653	8.32	0.38
6	660	0.005	0.000	0.014	2.041	738.606	41.322	69.195	0.622	7.93	0.25
7	730	0.002	0.004	0.013	1.288	471.806	51.553	51.642	0.616	7.85	0.17
8	850	0.002	0.001	0.013	1.081	932.309	71.769	41.951	0.621	7.91	0.11
9	1100	0.001	0.004	0.013	0.852	1254.050	98.961	27.665	0.610	7.77	0.06
10	2222	0.002	0.000	0.012	1.100	47.903	100.000	42.566	0.626	7.97	1.03
OUK4B_Phlogopite											
J = 7,05421E-3		Error J = 19,18432E-6									
1	330	0.517	0.320	0.117	154.678	58.013	0.323	99.684	0.483	6.16	12.45
2	400	0.084	0.811	0.030	25.438	71.311	0.721	98.045	0.492	6.27	2.22
3	470	0.021	1.223	0.017	6.723	245.346	2.088	90.659	0.622	7.92	0.60
4	540	0.004	0.029	0.013	1.742	822.189	6.673	63.605	0.628	7.99	0.14
5	600	0.001	0.009	0.013	0.787	859.671	11.466	21.169	0.614	7.81	0.07
6	670	0.000	0.012	0.013	0.741	3512.262	31.052	15.945	0.617	7.85	0.03
7	720	0.000	0.016	0.013	0.676	2641.347	45.781	9.031	0.609	7.75	0.04
8	790	0.000	0.030	0.013	0.696	3545.421	65.551	11.305	0.611	7.77	0.04
9	850	0.000	0.023	0.013	0.658	1907.549	76.188	6.470	0.610	7.76	0.04
10	950	0.000	0.107	0.013	0.658	3018.525	93.019	5.972	0.613	7.80	0.03
11	1100	0.000	0.468	0.013	0.671	795.075	97.451	8.441	0.608	7.74	0.10
12	2222	0.000	0.233	0.012	0.690	457.172	100.000	12.843	0.595	7.58	0.16
OUK103_Phlogopite											
J = 7,06993E-3		Error J = 19,22706E-6									
1	330	0.305	0.000	0.075	92.024	15.731	0.261	98.969	0.939	11.97	12.54
2	400	0.125	0.000	0.005	38.489	1.400	0.284	96.891	1.185	15.09	42.37
3	450	0.073	0.529	0.032	22.293	44.042	1.013	97.279	0.601	7.66	2.39
4	520	0.037	0.274	0.023	11.633	134.590	3.243	94.642	0.617	7.87	1.09
5	590	0.010	0.020	0.016	3.625	1037.759	20.439	82.344	0.634	8.08	0.34
6	650	0.004	0.019	0.014	1.959	1314.073	42.214	66.846	0.643	8.20	0.16
7	730	0.003	0.000	0.014	1.608	855.275	56.386	59.697	0.641	8.18	0.11
8	850	0.003	0.003	0.013	1.378	914.157	71.534	53.970	0.628	8.01	0.15
9	1000	0.003	0.000	0.013	1.455	594.091	81.378	55.179	0.646	8.24	0.23
10	2222	0.002	0.000	0.013	1.193	1123.777	100.000	45.268	0.646	8.24	0.16

Table 9.5 : résultats complets des analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar conventionnelles sur les phlogopites. Sont reportés le facteur J et son erreur, les ratios isotopiques et les âges apparents calculés en Ma avec leur erreur correspondante (1σ).

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

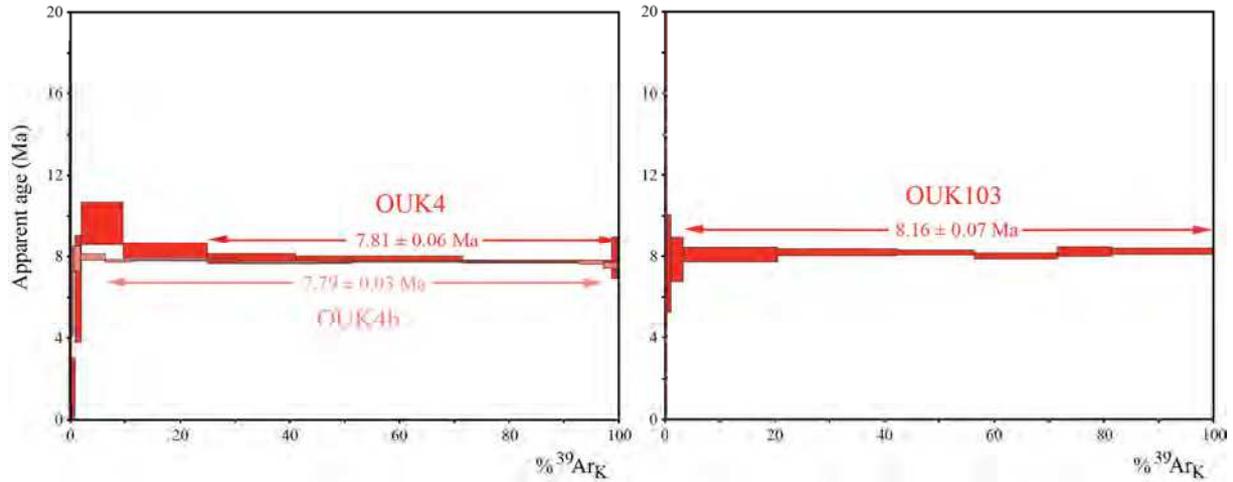


Figure 9.9 : synthèse des analyses ^{40}Ar - ^{39}Ar conventionnelles sur les phlogopites, présentées sous la forme de spectres.

9.1.3.c L'épidote

Les épidotes se retrouvent sur les trois gisements. Tardives à Ouiksane, elles sont souvent le produit de l'altération des pyroxènes dans les exoskarns de Axara et de Setolazar. Leurs compositions sont cependant très similaires et se rapprochent du pôle épidote (Table 9.6).

	Na ₂ O	K ₂ O	FeO	F	CaO	SiO ₂	MnO	Cl	Al ₂ O ₃	TiO ₂	MgO	V ₂ O ₃	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	NiO	Total
<i>Total</i>																
MIN	0,00	0,00	7,98	0,00	21,05	34,71	0,00	0,00	18,25	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	89,18
MAX	0,05	0,07	17,06	0,28	24,55	37,91	0,26	0,03	25,54	0,59	0,32	0,23	0,58	0,15	0,04	97,57
MOY	0,01	0,01	12,39	0,14	23,49	36,96	0,06	0,01	22,13	0,14	0,05	0,04	0,23	0,02	0,02	95,68
E.-T.	0,02	0,01	2,06	0,06	0,69	0,60	0,06	0,01	1,59	0,15	0,06	0,05	0,13	0,03	0,02	1,41
<i>Ouiksane n=9</i>																
MIN	0,00	0,00	10,35	0,18	21,05	34,71	0,00	0,00	19,88	0,05	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	89,18
MAX	0,02	0,01	13,29	0,28	24,54	37,38	0,16	0,02	23,60	0,59	0,32	0,23	0,14	0,09	0,04	97,27
MOY	0,00	0,00	11,83	0,23	23,35	36,45	0,05	0,00	21,79	0,22	0,14	0,05	0,09	0,01	0,02	94,23
E.-T.	0,01	0,00	1,01	0,04	0,99	0,84	0,06	0,01	1,18	0,16	0,09	0,07	0,04	0,03	0,02	2,36
<i>Axara n = 18</i>																
MIN	0,00	0,00	7,98	0,10	22,97	36,93	0,00	0,00	19,76	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	95,48
MAX	0,05	0,07	15,53	0,20	24,55	37,91	0,26	0,03	25,54	0,28	0,10	0,16	0,58	0,11	0,00	97,25
MOY	0,02	0,01	11,36	0,14	23,81	37,36	0,08	0,01	23,13	0,10	0,02	0,05	0,30	0,02	-	96,39
E.-T.	0,02	0,02	2,13	0,02	0,49	0,30	0,08	0,01	1,69	0,08	0,03	0,06	0,11	0,03	-	0,48
<i>Setolazar n = 17</i>																
MIN	0,00	0,00	11,29	0,00	21,86	34,85	0,00	0,00	20,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	93,32
MAX	0,05	0,05	15,31	0,23	24,20	37,38	0,17	0,03	23,24	0,56	0,14	0,12	0,49	0,15	0,00	96,70
MOY	0,01	0,01	12,62	0,11	23,29	36,83	0,05	0,01	21,96	0,19	0,05	0,04	0,22	0,01	-	95,36
E.-T.	0,02	0,01	1,57	0,07	0,76	0,58	0,05	0,01	0,96	0,20	0,04	0,04	0,14	0,04	-	1,01

Table 9.6 : compositions comparées des épidotes pour les trois gisements.

9.2 Approcher la source des métaux : analyses isotopiques du Pb

Si l'essentiel de la minéralisation des Beni Bou Ifrou est ferrifère, quelques manifestations à Pb-Zn de type épithermal apparaissent au niveau de Afra, au NE du massif, sous la forme de haldes d'anciens filons à galène-barytine (orientés N50-83, 70-80) aujourd'hui complètement exploités ; des manifestations similaires se trouvent au SW du Jbel Ouiksane et, à l'échelle de la Péninsule de Melilla-Nador, au Sud des Trois Fourches (Figure 9.10). A Ouiksane, des oxydes de manganèse et de la barytine sont également localement visibles dans l'*open pit*. Il est cependant difficile d'établir une chronologie claire entre les minéralisations à Fe et les minéralisations à Pb-Zn, que l'on ne voit jamais ensemble à l'affleurement.

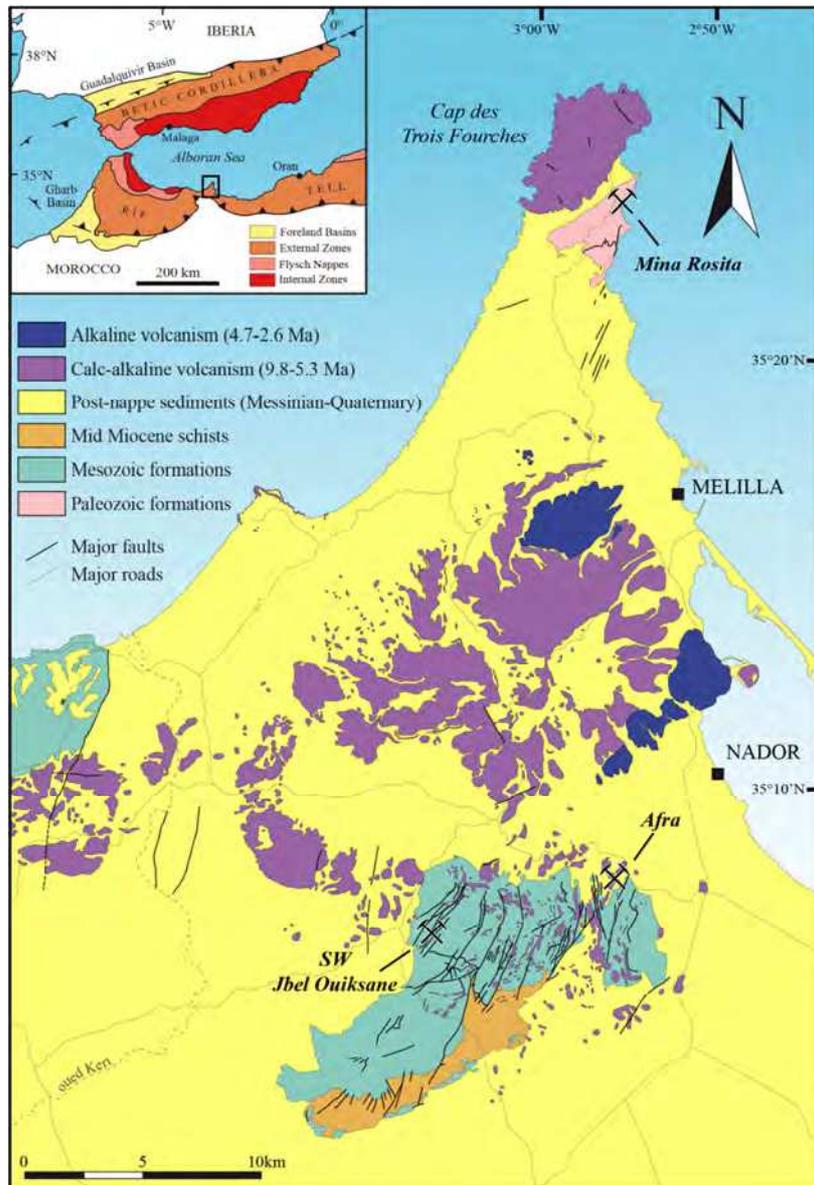


Figure 9.10 : localisation des galènes épithermales étudiées (carte géologique simplifiée de la péninsule de Melilla-Nador, d'après les cartes géologiques 1/50000 du Maroc, feuilles NI-30-XXI-2 d-XXII-1 c, NI-30-XXI-2b et NI-30-XXII-1a).

9.2.1 Préparation des échantillons et méthode analytique

Grâce aux données isotopiques du Pb disponibles pour les roches volcaniques du district (DUGGEN *et al.*, 2005), l'étude de la composition isotopique des métaux est décisive pour discuter leur source. Celles-ci ont donc été mesurées sur : (1) le minerai épithermal de la péninsule de Melilla-Nador : trois galènes collectées dans les déblais de Afra, une galène collectée *in situ* dans une veine à barytine au SW de Ouiksane, une galène sur l'ancien site de Mina Rosita (unité des Trois Fourches) ; (2) des pyrites de la phase rétrograde du skarn, au niveau des *open pit* de Ouiksane et de Axara.

La détermination des compositions isotopiques a été réalisée au GEOTOP à l'UQAM (Montréal, Canada), via l'utilisation d'un appareil Nu Plasma II MC-ICP-MS et à l'aide d'un système d'introduction de type Aridus II. Pour les galènes, les mesures ont été effectuées sur des galènes pures collectées à la main puis dissoutes dans une solution de 7N HNO₃. Pour les pyrites, entre 10 et 20 mg de poudre ont été dissous dans une solution de 7N HNO₃. Les résidus sont récupérés dans une solution de 1N HBr pour analyse du Pb. Le Pb a été séparé dans des colonnes Bio-Rad en polyéthylène de 10 ml à l'aide d'une résine Dowex anionique AG1-8X, en utilisant du 1N HBr pour éluer les autres éléments et du 6N HCl pour éluer le Pb. Les blancs pour tout le processus sont inférieurs à 250 pg.

Les procédures analytiques sont reportées dans BELSHAW *et al.*, (1998). Les répliques d'analyses du standard NBS-981 Pb présentent des valeurs moyennes de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.941 \pm 0.000$ (2 σ D), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.505 \pm 0.000$ (2 σ D) and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.731 \pm 0.001$ (2 σ D) (n=6).

9.2.2 Résultats et implications des compositions isotopiques du Pb

Les données isotopiques du Pb pour les métaux sont reportées dans la [Table 9.7](#) et représentées dans la [Figure 9.11](#) au côté des compositions isotopiques des roches volcaniques du district (DUGGEN *et al.*, 2005). L'âge récent des minéralisations (Miocène supérieur) ne rend pas nécessaire la correction des ratios isotopiques pour la désintégration radioactive *in situ*. La courbe de l'augmentation moyenne du Pb crustal de STACEY & KRAMER (1975) et la courbe du Pb orogénique de DOE & ZARTMAN (1979) sont également représentées pour références.

Considérant les courbes références de STACEY & KRAMER (1975) et de DOE & ZARTMAN (1979), les galènes étudiées sont assez radiogéniques et regroupées dans une fenêtre de compositions isotopiques montrant de faibles variations. Par ailleurs, les galènes ne présentent pas de variations particulières en fonction de leur localité (Afra, SW Ouiksane, Mina Rosita), et ce malgré la différence d'âge du socle encaissant, mésozoïque dans les Beni Bou Ifrouf et paléozoïque aux Trois Fourches. Cette absence de variation plaide en faveur d'un évènement hydrothermal unique au travers de l'ensemble de la péninsule de Melilla-Nador. A cette échelle, il est possible de comparer le champ des compositions isotopiques des métaux du district avec ceux des centres magmatiques locaux. Selon DUGGEN *et al.* (2005), ces laves définissent deux groupes distincts évoluant dans le temps depuis une géochimie riche en Si et en K (de 7.58 à 4.8 Ma) à une géochimie pauvre en Si (de 6.3 à 3.73 Ma). La [Figure 9.11](#) suggère un lien génétique entre les galènes et le groupe riche en Si-K, sans en

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

appeler à une autre source de Pb. Au sein de ce groupe, les galènes montrent en outre une forte affinité avec la diorite de Ouiksane.

Sample	Localisation	Ore-type	Host-rock	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
AFRA1f	Afra	Galena	Cretaceous schists	18,782	15,661	38,868
AFRA4	Afra	Galena	Cretaceous schists	18,764	15,652	38,850
AFRA6	Afra	Galena	Cretaceous schists	18,787	15,659	38,872
OUK35	SW Jbel Ouiksane	Galena	Cretaceous schists	18,779	15,669	38,958
FOU4	Mina Rosita	Galena	Paleozoic substratum	18,779	15,655	38,870
AXA2	Axara	Pyrite	Cretaceous schists	19,045	15,655	39,145
OUK19	Ouiksane	Pyrite	Cretaceous schists	18,908	15,646	39,246

Analytical uncertainty on individual isotopic compositions is < 0.007 percent

Table 9.7 : relevé des compositions isotopiques du Pb pour les galènes et pyrites des Beni Bou Ifrou et des Trois Fourches.

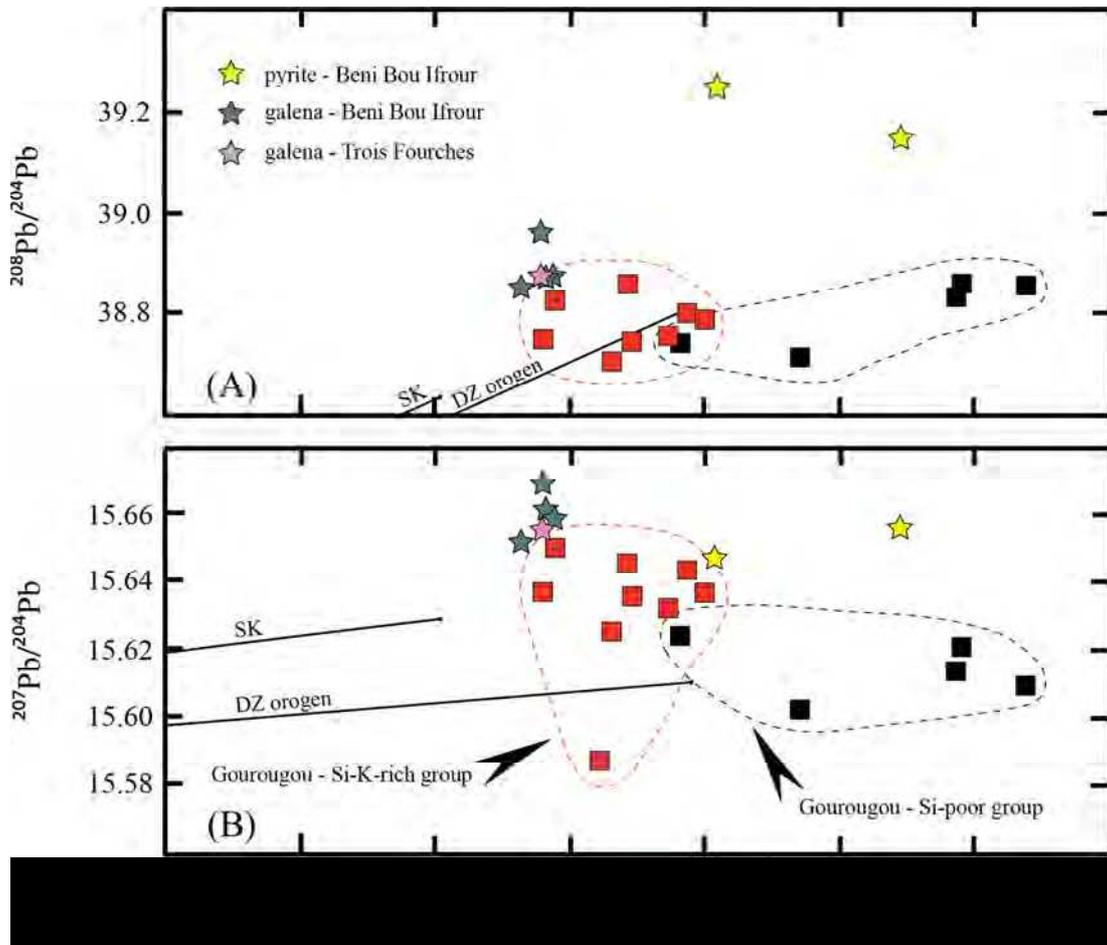


Figure 9.11 : diagrammes (A) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et (B) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour les minéraux métalliques (cette étude) et les roches magmatiques (DUGGEN *et al.*, 2005) de la péninsule de Melilla-Nador. L'Intrusion Centrale de Ouiksane est identifiée par une croix. SK et DZ orogen représentent respectivement les courbes de référence de croissance moyenne du Pb crustal de STACEY & KRAMER (1975) et DOE & ZARTMAN (1979).

En ce qui concerne les pyrites, il semble y avoir participation d'un milieu sédimentaire ; un mélange avec le Pb magmatique du groupe riche en Si-K est le plus cohérent. Ces résultats pourraient cependant refléter un enrichissement radiogénique des pyrites, ce qui les rend plus difficilement exploitables.

9.3 Le stockwerk, reflet d'un porphyre ?

La présence dans l'Intrusion Centrale de Ouiksane d'un stockwerk très pervasif et intensément altéré peut faire penser à première vue à un stockwerk de porphyre cuprifère. Il est en effet fréquent que des minéralisations de type porphyre et des skarns soient superposés par télescopage, et la question se pose d'autant plus que l'on trouve des minéralisations à Pb-Zn de type épithermal dans la zone (SILLITOE, 1994). Pour correspondre à un porphyre, ces stockwerks chloritisés devraient donc être enrichis en Cu et éventuellement en Au. Pour le vérifier, des analyses multi-éléments ont été réalisées au BRGM par Philippe Négrel sur (1) le stockwerk frais (OUK19) et (2) le stockwerk altéré (OUK7 et OUK11b). Ces analyses, dont les principaux éléments métalliques ont été reportés dans la Table 9.8, n'ont pas de visée quantitative mais servent plutôt à discuter cette possibilité d'un porphyre au niveau de Ouiksane.

	SiO ₂	Ag	As	Au	Bi	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sn	W	Zn	Zr
	%	ppm													
<i>limite de détection</i>	1	0,2	20	0,1	10	5	10	5	5	10	10	10	10	5	20
OUK19 frais	36,6	<LQ	77	<LQ	<LQ	51	51	11	226	13	<LQ	45	96	289	126
OUK7 altéré	20,6	<LQ	66	<LQ	<LQ	38	38	140	<LQ	<LQ	<LQ	15	<LQ	219	87
OUK11b altéré	53,2	<LQ	72	<LQ	<LQ	15	47	43	<LQ	<LQ	79	<LQ	<LQ	540	306

< LQ : sous la limite de détection

Table 9.8 : analyses multi-éléments sur des échantillons du stockwerk de l'Intrusion Centrale.

Quel que soit l'état d'altération de l'échantillon analysé, les éléments Ag, Au et Bi se trouvent sous la limite de détection. Les éléments Mo, Ni et W sont présents uniquement dans le stockwerk frais. Si une nette augmentation du Cu est également visible entre le stockwerk frais et le stockwerk altéré, les valeurs restent toutefois très largement inférieures à celles d'un porphyre (environ 1-2%).

Une étude récente de DECREE *et al.* (2013) préconise la prospection d'IOCG dans la ceinture des Maghrébides, notamment au niveau des Beni Bou Ifrou. A la lumière de ces analyses, il semble peu probable de trouver un gisement de type IOCG dans le massif.

9.4 Conclusions métallogéniques

Si l'on exclut les silicates progrades – dont les différences d'abondance et de typologie ne permettent pas de tirer de conclusion – il est possible de considérer que la minéralisation (magnétite hydrothermale et pyrite) et la phase rétrograde ne sont pas significativement différentes d'un gisement à l'autre : mêmes minéraux (Figure 9.12), compositions proches... Il

semble donc que l'évènement minéralisateur soit bien unique dans le massif des Beni Bou Ifrou. Les variations, dans l'ensemble mineures, s'expliquent probablement par des conditions de dépôt localement différentes.

Phase prograde	Minéralisation	Phase rétrograde	Oxydation supergène
		bréchification	
pyroxène	magnétite II	calcite II	calcite III
grenat	pyrrhotite	chlorite	hématite II et III (mushketovite)
calcite I		phlogopite	
magnétite I		épidote	
hématite I		titanite	
		pyrite	

Figure 9.12 : tableau minéralogique synthétique des gisements des Beni Bou Ifrou.

9.4.1 Les magnétites et l'origine du Fe

Plus de 600 analyses EPMA ont été réalisées sur les magnétites des Beni Bou Ifrou au cours de cette étude. Ces analyses montrent que les teneurs en éléments mineurs et traces sont loin d'y être négligeables (Table 9.9).

(wt %)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MgO + MnO	TiO ₂
<i>Ouiksane (n = 392)</i>						
MOY-Total	0.76	0.46	0.14	0.24	0.31	0.20
E.-T.-Total	0.95	0.40	0.20	0.30	0.32	0.33
MOY-Magmatique	0.01	0.42	0.00	0.06	0.14	1.02
E.-T.-Magmatique	0.01	0.10	0.00	0.03	0.08	1.10
MOY-Remplacement	1.04	0.56	0.24	0.48	0.55	0.07
E.-T.-Remplacement	1.07	0.43	0.24	0.35	0.38	0.13
MOY-Fissural	0.67	0.40	0.09	0.13	0.19	0.21
E.-T.-Fissural	0.87	0.38	0.17	0.19	0.21	0.14
<i>Axara (n = 94)</i>						
MOY-Remplacement	1.33	1.09	0.51	1.22	1.99	0.28
E.-T.-Remplacement	1.45	1.17	0.73	1.52	1.87	0.40
<i>Setolazar (n = 139)</i>						
MOY-Remplacement	0.94	0.96	0.34	0.19	0.24	0.29
E.-T.-Remplacement	0.99	0.57	0.36	0.17	0.21	0.34

Table 9.9 : moyennes (MOY) et écarts-types (E.-T.) des teneurs en éléments mineurs et traces dans la magnétite des gisements des Beni Bou Ifrou.

Bien que les gisements des Beni Bou Ifrouf s'intègrent correctement dans le diagramme discriminant les oxydes par type de gisement (DUPUIS & BEAUDOUIN, 2011 ; Figure 9.13), la coupure effectuée par les auteurs à 2 wt % par élément n'est pas adaptée à ce type de gisement. A titre d'exemple, sur le gisement de Ouiksane, environ 13.2 % des analyses sont supérieures à cette coupure pour Si. Par ailleurs, SHIGA (1989) reporte jusqu'à 6.19 wt % de Si dans les magnétites du skarn à Fe-Cu de Kamaishi (NE Japon).

L'intégration de la silice dans la magnétite est un réel débat. Son statut est toujours indéterminé, interprété (1) par NEWBERRY *et al.* (1982) comme un composant FeSiO_4 de la solution solide de la magnétite, de très petites inclusions silicatées ou encore des « domaines » anormalement riches en Si d'origine inconnue, et (2) par WESTENDORP *et al.* (1991) comme la substitution du Fe^{3+} en site tétraédrique.

Dans les Beni Bou Ifrouf, les écarts-types des teneurs en éléments mineurs et traces sont statistiquement relativement proches des moyennes. L'absence de variations majeures semble suggérer qu'une intégration de la silice dans le réseau cristallin de la magnétite est plus cohérent que la présence de micro-inclusions, qui n'ont été repérées ni optiquement ni au MEB. Par ailleurs, la zonalité optique vue dans les cristaux de magnétite automorphe zonée ne s'est pas vérifiée au niveau chimique.

Des analyses statistiques plus poussées restent à envisager afin de mieux contraindre les variations de composition en éléments mineurs et traces de la magnétite, et peut-être de comprendre le statut de la silice dans la magnétite.

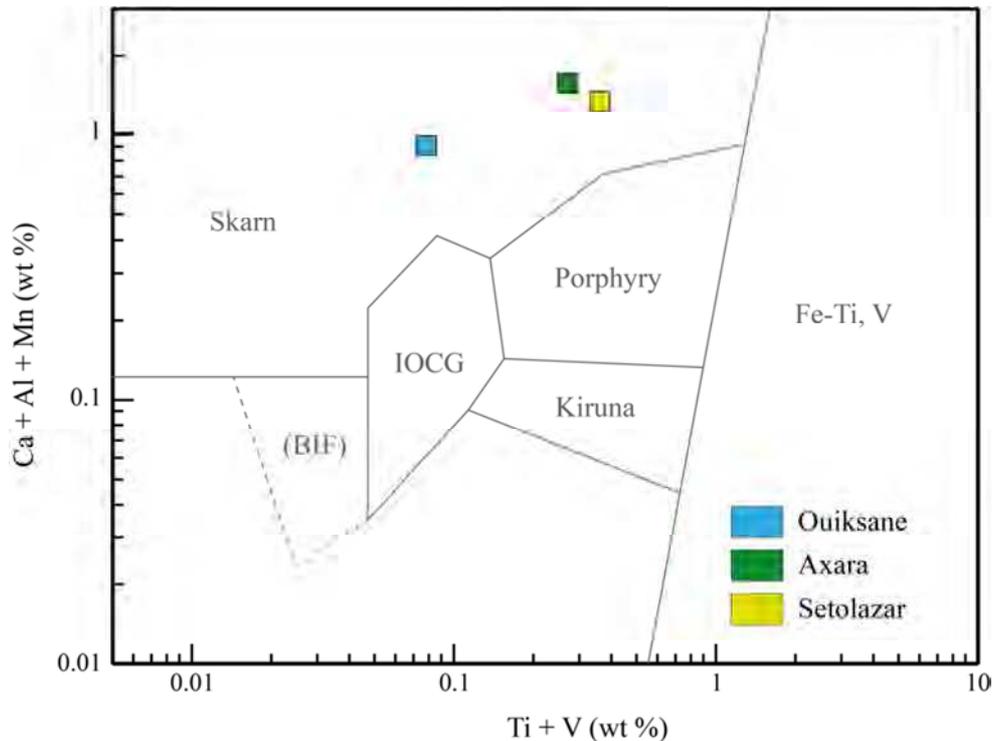


Figure 9.13 : diagramme Ca + Al + Mn vs Ti + V discriminant la composition des oxydes en fonction du type de gisement (DUPUIS & BEAUDOUIN, 2011).

La question de l'origine du fer dans les gisements de type skarn constitue un autre grand débat. A Ouiksane, la présence de la carapace de magnétite massive au front de

l'Intrusion Centrale plaide pour un rôle prépondérant de la granodiorite dans la genèse de la minéralisation. La composition des roches magmatiques associées aux minéralisations dans le massif des Beni Bou Ifrou est dans l'ensemble compatible avec celles des roches magmatiques associées aux skarns ferrifères à l'échelle mondiale (MEINERT, 1995 ; [Figure 9.14](#) ; voir détail des analyses chimiques dans le Chapitre 11).

Par ailleurs, un bilan géochimique quantitatif ([Table 9.10](#)) a été réalisé à Ouiksane entre la granodiorite de l'Intrusion Centrale et les faciès modifiés tels que l'endoskarn à pyroxènes ([Figure 9.15 A](#)) et le stockwerk ([Figure 9.15 B](#)).

Sample	OUK20	OUK26	OUK19
wt %	granodiorite	endoskarn à pyroxène	stockwerk frais
SiO ₂	58.79	44.71	35.67
Al ₂ O ₃	15.65	14.08	10.50
Fe ₂ O ₃	5.26	11.74	19.47
MnO	0.07	0.24	0.29
MgO	3.07	4.53	3.52
CaO	6.67	16.18	13.24
Na ₂ O	2.91	2.24	0.12
K ₂ O	4.67	0.94	2.75
TiO ₂	0.74	0.52	0.34
P ₂ O ₅	0.43	0.29	0.22

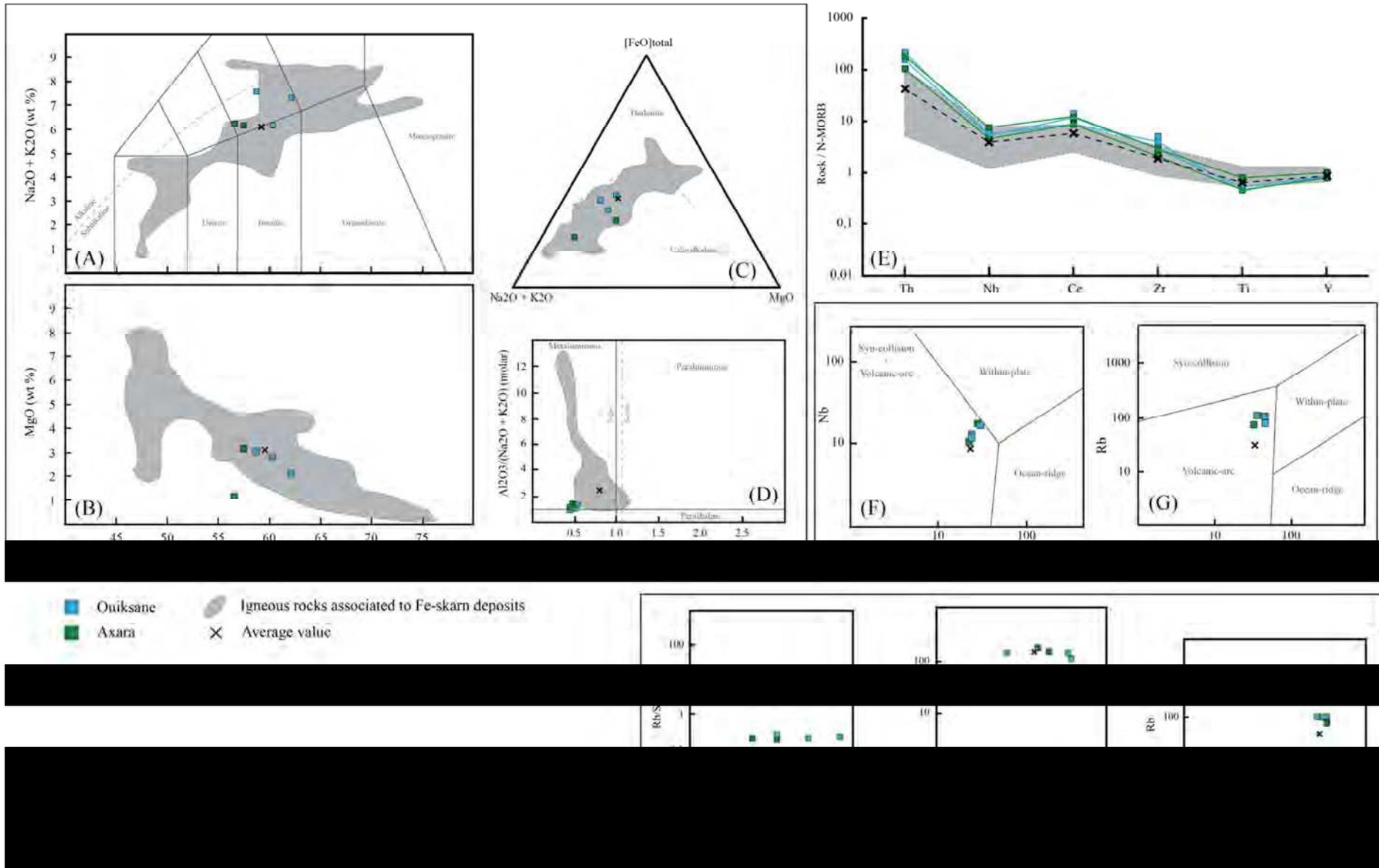
Table 9.10 : compositions géochimiques de l'apex sain de l'Intrusion Centrale et des formations métasomatisées (endoskarn et stockwerk).

Lors de la transformation de la granodiorite en endoskarn ([Figure 9.15 A](#)), P₂O₅, TiO₂, NaO, SiO₂ s'alignent sur la droite *isocon*, ainsi qu'Al₂O₃ dans une moindre mesure : les éléments P, Ti, Na, Si et Al ont donc été immobiles lors de cette transformation. Seul K₂O a été lessivé, tandis que MgO, MnO, et surtout Fe₂O₃ et CaO ont été enrichis. Cet enrichissement se traduit par la cristallisation de diopsides. Contrairement aux conclusions de JABRANE *et al.* (2001), les apatites et quartz présents dans l'endoskarn sont résiduels et non pas issus du métasomatisme, ce qui transparait par ailleurs en lame mince.

L'analyse géochimique du stockwerk ([Figure 9.15 B](#)) montre que TiO₂, K₂O, SiO₂, Al₂O₃ et MgO ne changent pas au cours de la transformation métasomatique. Seul NaO est lessivé, tandis que CaO et Fe₂O₃ sont enrichis. P₂O₅ et MnO montrent également de forts enrichissements.

Les éléments immobiles sont globalement les mêmes d'une transformation à l'autre. L'enrichissement en Fe et Ca se retrouvent dans les deux transformations métasomatiques ; ces éléments sont apportés par les solutions hydrothermales minéralisantes, sans doute après lessivage de la granodiorite pour Fe, et l'encaissant carbonaté pour Ca. Par ailleurs, le stockwerk, précoce dans l'histoire de la granodiorite, est moins enrichi en Ca que l'endoskarn. L'interaction avec l'encaissant y est donc probablement moins marquée.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?



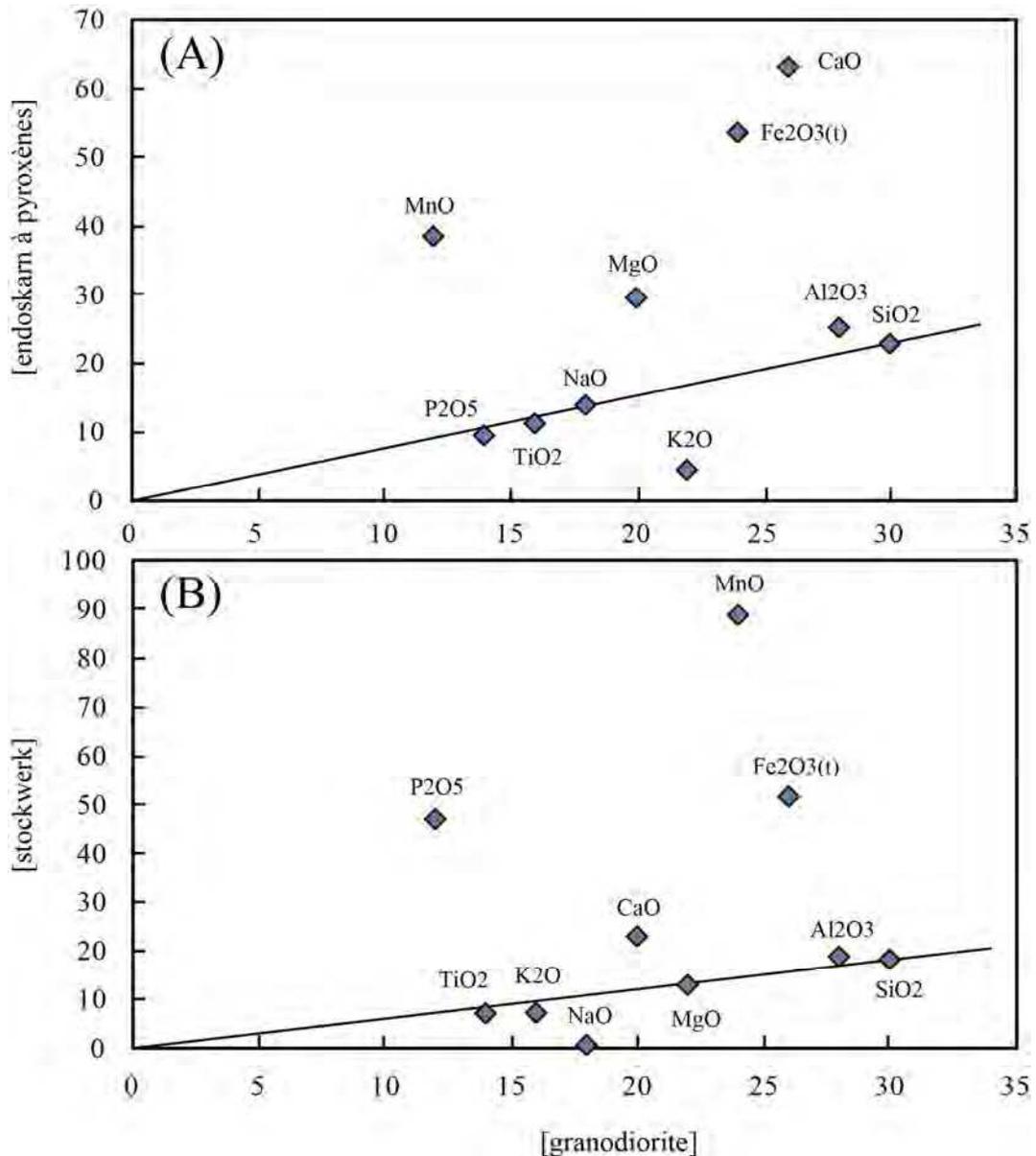


Figure 9.15 : bilans géochimiques quantitatifs dans (A) l'endoskarn et (B) le stockwerk. Les droites représentent les *isocon* de GRANT (1986) qui définissent les éléments restés immobiles au cours de la transformation métasomatique.

Page précédente

Figure 9.14 : caractérisations chimiques des roches magmatiques grenues associées aux minéralisations ferrifères des Beni Bou Ifrou. (A) à (D) Eléments majeurs : diagramme TAS (*Total Alkali vs Silica*) (A), diagramme MgO vs SiO₂ (B), diagramme AFM (*Alkali-Fe-Mg*) (C) avec limite calco-alcalin/tholéïitique de IRVINE & BARAGAR (1971), index de saturation de l'Al (D) ; (E) à (J) Eléments traces : abondance des éléments traces normalisée aux N-MORB (PEARCE, 1996) (E), diagrammes discriminants pour les environnements pétrogénétiques (F) et (G), contenu en éléments traces (H) à (J). Les champs de compositions et moyennes pour les roches magmatiques associées aux skarns ferrifères mondiaux sont issus de MEINERT, 1995.

9.4.2 Apports des analyses isotopiques du Pb

Les analyses isotopiques du Pb effectuées sur des galènes épithermales et des pyrites de la phase rétrograde montrent qu'il est cohérent d'envisager le magmatisme des Beni Bou Ifrou, et particulièrement les roches plutoniques, comme source des métaux pour les gisements du massif.

9.4.3 Datation de la minéralisation

A ce jour, seule une datation a été réalisée sur la minéralisation des Beni Bou Ifrou : il s'agit d'un âge K-Ar sur roche totale d'un skarn à épidote situé au niveau de Bokoya, dont l'âge est de $7,04 \pm 0,47$ Ma (EL RHAZY & HAYASHI, 2002). Les auteurs comparent cet âge à celui de la granodiorite de Ouiksane (datation K-Ar sur biotite), pour lequel ils obtiennent $8,02 \pm 0,22$ Ma. Ils estiment que la concordance des âges reflète un lien génétique fort entre le skarn et la granodiorite. L'écart d'1 Ma est imputé au refroidissement de la granodiorite, la biotite étant précoce dans la cristallisation.

Il paraît étrange de comparer ces deux âges quand on connaît les différences de typologie de ces deux sites en termes de minéralisation (bien que l'évènement minéralisateur semble contemporain à l'échelle du massif). Par ailleurs, à la lumière des séquences paragenétiques, le choix de l'épidote, bien souvent très rétrograde, ne paraît pas le meilleur pour obtenir un âge le plus juste pour l'évènement minéralisateur. L'étude microscopique des paragenèses associées au minerai révèle en effet qu'il est bien plus intéressant de choisir la phlogopite. Celle-ci, bien qu'également rétrograde, est plus rare mais systématiquement associée à la magnétite massive (carapace et endoskarn). Par ailleurs, elle est riche en K, contenant de 6,05 à 10,77 wt % de K_2O , ce qui permet de travailler sur particule, et se trouve à Ouiksane même.

L'âge obtenu (*ca* 7,8 Ma) se révèle ainsi beaucoup plus proche de celui de la granodiorite, l'écart étant ramené à 0,2 Ma.

9.4.4 La question des silicates de terres rares

Le gisement de Ouiksane présente un endoskarn veineux secondaire comportant des silicates de terres rares encore indéterminés, mais pouvant s'apparenter à (1) de la gatelite $(Ca, Ce)_4(Al, Mg, Fe)_4(Si_2O_7)(SiO_4)(O, F, OH)_3$ (BONAZZI *et al.*, 2003), ou à (2) de la västmanlandite $(Ce, La)_3CaAl_2Mg_2(Si_2O_7)(SiO_4)_3(OH)_2$ (HOLTSTAM *et al.*, 2005).

Bien que les analyses EDS semblent montrer une grande richesse en LREE, il paraît difficile d'établir un lien avec la « Ceria story » des skarns à LREE découverts à Bastnäs (Suède). Ces silicates de terres rares ont en effet été trouvés de façon extrêmement localisée et ce seulement à Ouiksane au niveau de l'endoskarn. Il faut néanmoins rappeler que celui-ci est presque absent, ce qui pourrait introduire un biais dans les observations.

Chapitre 9 – Les skarns à Fe des Beni Bou Ifrou, trois expressions différentes d'un même évènement minéralisateur ?

Partie III

Evolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou

Que ce soit à cause des conditions d’affleurement ou de la perturbation par la tectonique fragile tardive, le massif des Beni Bou Ifrou est dans son ensemble difficile à appréhender. Si KERCHAoui (1985, 1994) s’y est intéressé de façon extensive, le massif a été délaissé par les travaux scientifiques qui dans le Rif oriental se sont davantage consacrés aux fenêtres de socle métamorphique (massif des Tamsamani, FRIZON DE LAMOTTE, 1985 ; massif des Trois Fourches, NEGRO, 2005, NEGRO *et al.*, 2007). Le massif des Beni Bou Ifrou présente pourtant plusieurs atouts. Notamment, la compréhension de ses modalités de surrection (et sa chronologie) pourrait apporter de nouvelles contraintes concernant l’évolution géologique du Rif oriental.

Cette partie rassemble les différentes observations et contraintes géochronologiques apportées qui ont permis la construction d’un modèle d’évolution tectono-sédimentaire et magmatique du massif des Beni Bou Ifrou, dans lequel les minéralisations sont intégrées :

- Chapitre 10 : Apports de terrain à l’étude tectono-sédimentaire des Beni Bou Ifrou
- Chapitre 11 : Nouvelles contraintes chronologiques pour le massif des Beni Bou Ifrou
- Chapitre 12 : Synthèse, interprétations et construction du modèle

